関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類

Pre-Neogene basement rocks beneath the Kanto Plain, central Japan

Abstract

林 広樹* 笠原敬司**
木村尚紀**

Hiroki Hayashi, Keiji Kasahara** and
Hisanori Kimura***

2005年4月6日受付.

2005年9月15日受理.

* 島根大学総合理工学部地球資源環境学科
Department of Geoscience, Interdisciplinary
Faculty of Science and Engineering, Shimane
University, Nishikawatsu 1060, Matsue City,
Shimane 690-8504, Japan.

** 防災科学技術研究所固体地球研究部門
Solid Earth Science Division, National Research
Institute for Earth Science and Disaster Pre-
vention, Tennodai 3-1, Tsukuba City, Ibaraki
305-0006, Japan.

Corresponding author; H. Hayashi,
hayashi@riko.shimane-u.ac.jp

Forty-nine deep borehole data and 31 seismic reflection profiles were used for understanding a distribution of pre-Neogene basement rocks beneath the Kanto Plain, central Japan. Pre-Neogene rocks drilled at each borehole are divided into seven geologic units, namely, Ashio, Tsukuba, Ryoke, Sanbagawa, Chichibu and Shimanto Complexes and Cretaceous sediments. P-wave velocities of pre-Neogene rocks underneath of the Kanto Plain suggest a relationship with each geologic unit. Boundary between pre-Neogene basements and covering sediments are well traced on some seismic reflection profiles, and a boundary between geologic units was suggested by geophysical difference in reflection patterns, such as shapes and intensities. Thus subsurface distribution of pre-Neogene geologic units beneath the Kanto Plain is synthesized based on both geological and geophysical data.

Key words: borehole, Kanto Plain, pre-Neogene basement, seismic reflection profile, subsurface geology

はじめに

本州太平洋側中央部に位置する関東平野は、面積17,200km²に達する日本最大の平野である。この平野は世界でもユニークな存在である海溝－海溝－海溝型三重会合点に隣接し、また東北本州弧と西南本州弧、さらには伊豆－小笠原弧の接合境界に位置する。したがって、関東地方を含む中央日本には、複数のプレートの相互運動が地層の変形や分布様式に記録されていると考えられる。しかしながら、島弧会合域である関東地方のかかなりの範囲は関東平野が占め、先新第三系の構造は厚い新第三系・第四系により覆い隠されている。三重会合点のテクトニクスを復元するためには、まず西南日本と東北日本の先新第三系における地体構造が、関東平野の地下でどのように連続するのかを明らかにする必要がある。

関東平野の地下における基盤構造は、深層ボーリングおよび物理探査のデータによって推定されている。石油および天然ガス資源の開発を目的とした調査は戦前から行われており、1950年代からはとくに層序ボーリングや物理探査が活発に行われた。その結果、関東平野には基盤深度が3,000 mを超えるような地域が局所的に分布しており、基盤の大きな深度差をもたらす伏在断層（烏山－菅生沼断層など）の存在が推定された（石井, 1962; 畠山, 1964）。1970年代になると、都市防災を目的とした大深度の地震観測井や地下水観測

井が多数敷設され、地下に分布する堆積層や基盤岩類の物性に関する新たなデータが提供された（例えば、高橋ほか, 1983）。その結果、関東平野の地下には関東山地と同様、三波川帯・秩父帯および四万十帯等の地体構造が大局的には北西－南東方向に連続しているものと理解されるようになった（福田ほか, 1974; 矢島, 1981; 福田・鈴木, 1987）。また、重力異常や磁気異常のデータに基づき、関東平野を東西に横切る中央構造線（MTL）や、それと東北日本における棚倉構造線との関係が議論された（小川ほか, 1979; 長谷川, 1988; 駒沢・長谷川, 1988）。1990年代以降は2,000 m級の地震観測井が多数掘削され（鈴木, 1996, 2002; 鈴木・小村, 1999）、また国立研究所や大学、自治体による地震探査が平野の全域で行われるようになった（瀬藤, 1995; 笠原, 2001）。これらの物理探査やボーリング調査によって、関東平野の地下に分布する中新統は、基盤深度が特に大きい東京湾北部地域や利根川低地、鬼怒川低地といった地域に偏在していることが明らかにされた（鈴木, 2002; 林ほか, 2004c）。こうした平野地下における堆積層分布の偏りは、その基盤である先新第三系の地体構造をある程度反映しているものと推定される。

関東平野には日本の政治および経済活動の中枢が位置しているだけでなく、日本の総人口の1/3近くが居住している。平野の地下に分布する厚い新第三系は、地震波の増幅や長周期の後続波を励起することによって、大地震発生時の強震動分布に大きな影響を与えることが想定される（瀬藤, 1995）。

第1図 関東平野における基盤に達した坑井の位置図。基盤岩の地質区分は地質調査所(1992)に基づく。コンターは、先新第三系基盤岩類の等深度線を500 m間隔で示す(鈴木, 2002の基盤等深度線を追加データにより一部改訂)。数字は第1表の坑井番号に対応する。鳥山-菅生沼断層は石井(1962), 八王子構造線はYabe and Aoki(1926), 利根川構造線は望月(1950)に基づく。

また、堆積層や基盤の形状は地下水の挙動にも反映され、それが地盤沈下や地下の化学物質の拡散過程にも影響を与える。したがって、関東平野の基盤構造を明らかにすることは、都市防災のうえでも緊急かつ重要な課題である。

本論説では、新たに収集した大深度ボーリングのデータと既存のボーリングデータを整理し、さらに重力探査や空中磁気探査などの物理探査データを考慮して、関東平野地下の先新第三系の地体構造について総括した。その際、新しい試みとして、近年各地でデータが取得されている反射法地震探査断面を地体構造の推定に導入した。

解析に用いたデータ

関東平野で掘削された坑井のうち、基盤に到達した49坑井を解析に用いた(第1図、第1表)。これらの坑井データの多くは、すでに鈴木(2002)により総括されている。本研究では、鈴木(2002)の収集したデータを見直し、基盤岩認定の妥当性を検証したうえで、次の2坑井のデータを削除した。

栃木県の真岡市温泉井は、深度1,515 mで基盤岩に到達するとされていたが、今回あらたに掘削時のデータおよびカッティングスを観察した結果、孔底においても中新統であることが判明したためにこのデータを削除した。東京都の立川層序試錘では、深度970.9 m以上に緑色～緑灰色の粗粒砂岩が認められる。この岩相は五日市盆地の中新統との類似性が

指摘されており(遠藤ほか, 1978)、基盤岩である事が確実ではないと思われるため、本研究での議論からこの坑井データを除外した。さらに、文献などに基づいて12の坑井データを追加した。追加されたデータは主に温泉井のものである。

これら坑井の地質データについては、可能な限り実際に採取されたカッティングスやコアを入手して観察し、柱状図の記載内容を検証するように努めた。また、防災科学技術研究所(以下、防災科研と略する)の地震観測井ではP波速度測定値のデータが得られていることから、岩相や深度との関係を考察し、次の反射法地震探査による解釈に利用した。

関東平野で行われた反射法地震探査のうち、基盤構造が明瞭に判読できる比較的大規模な探査のデータを収集した(第2図)。これらの探査結果は、論文および各実施機関のウェブページ等により公開されている。地震探査では、堆積層や基盤の形状、および各地層の物性データ(P波またはS波の速度など)が得られる。本研究では、各地質体の境界となる構造線の位置を制約するために、基盤形状や地震波速度のデータを用いた。

坑井地質に基づく先新第三系基盤岩の帰属

基盤に到達した49坑井について、報告されている基盤岩の岩相およびコア観察に基づいて地体構造区分上の帰属を推定した(第1図)。関東平野周辺に露出する先新第三系は、西南日本内帯に連続するとされる足尾帯、領家帯および筑波

第1表 本研究で用いた坑井データ一覧。深度は全て海水面を0 mとした値で示す。文献中の KiK-net Web は防災科研基盤強震観測網のウェブページ (<http://www.kik.bosai.go.jp/kik/>)。

坑井名	標高(m)	掘止深度(m)	基盤上面(m)	岩相	推定帰属	文献
1 太田温泉井	40	800	600	チャート・粘板岩互層	足尾帯	坂川ほか(2004)
2 館林観測井	20	1215	576	砂岩頁岩チャート互層・花崗岩	足尾帯	鈴木・小村(1999)
3 宇都宮温泉井	130	1283	1280	花崗岩	足尾帯	福田ほか(1988)
4 石下観測井	16	887	502	両雲母花崗岩	筑波花崗岩	池田・塚原(1987)
5 防災科研つくば	25	575	385	花崗岩・輝緑岩	筑波花崗岩	塚原ほか(1983)
6 地理院つくば	25	790	462	ホルンフェルス	筑波変成岩類	多田(1983)
7 応用地質実験井	25	1325	597	ミグマタイト	筑波変成岩類	三本ほか(2000)
8 新利根R-1	3	836	810	圧砕された黒色泥質岩 破砕された黒色千枚岩 粘板岩	三波川帯 三波川帯 領家帯	矢島(1981) 福田ほか(1974) 福田ほか(1988)
9 江戸崎観測井	2	1232	663	砂岩・頁岩	白亜系跡倉層相当層	久田ほか(2006)
10 鹿島沖SK-1	-38	2159	1638	泥岩	白亜系	米谷ほか(1981)
11 鹿島KT-1	5	905	882	泥岩	白亜系	石井(1962)
12 霞ヶ浦観測井	25	514	428	頁岩砂岩互層	筑波変成岩類	本論文
13 下妻温泉井	25	1488	1015	石英斑岩	筑波花崗岩	林ほか(2004c)
14 明野温泉井	35	1500	228	花崗岩	筑波花崗岩	林ほか(2004c)
15 GSJつくば	24	751.5	525	花崗岩・頁岩	筑波花崗岩	三本ほか(2000)
16 筑波大学2号井	26	500	409.1	花崗岩	筑波花崗岩	佐藤ほか(1980)
17 東松山温泉井	30	1200	970	頁岩	白亜系または秩父帯?	(株)ドリコ (私信)
18 春日部GS-1	5	3098	3067	圧砕された黒色粘板岩	白亜系南蛇井層	福田(1962)
19 岩槻地殻観測井	8	3501	2888	石英斑岩・トーナル岩・角閃岩 石英斑岩・角閃岩 トーナル岩・角閃岩 片麻岩質花崗閃緑岩 閃緑岩・角閃石片岩	中新統花崗岩及び領家帯 三波川帯御荷鉢ユニット 領家帯 領家帯 領家帯	高木ほか(2006) 矢島(1981), 福田・鈴木(1987) 高木・高橋(2006) 城戸(1964), 福田ほか(1974) 矢島(1981)
20 松伏SK-1	5	2001	1595	頁岩・砂岩	秩父帯	川島ほか(1985)
21 瑞穂試錐	142	260	228	粘板岩, 砂岩, チャート	秩父帯	川島・川合(1980)
22 武蔵村山試錐	124	579	537	破砕したシルト岩	秩父帯	川島ほか(1990)
23 昭島試錐	119	302	269	頁岩	小仏層群(四万十帯)	川島ほか(1984)
24 八王子試錐	109	592	572	砂岩・頁岩互層	秩父帯	鈴木・高橋(1985)
25 府中地殻観測井	45	2738	1977	砂岩・泥岩・チャート	秩父帯	鈴木(1996)
26 江東地殻観測井	7	3023	2572	片麻岩質花崗岩	領家帯	福田ほか(1974)
27 野田R-1	7	1123	1029	砂質シルト岩	白亜系 (三波川帯をナップで覆う)	福田ほか(1988)
28 流山NP-1	3	1522	1479	緑色片岩および黒色片岩	三波川帯	鈴木・高橋(1983)
29 下総地殻観測井	23	2307	1491	緑色片岩および石炭片岩	三波川帯	福田ほか(1974)
30 船橋FR-18	7	2100	2064	黒色千枚岩	三波川帯	福田ほか(1974)
31 船橋地盤沈下観測	3	2143	2136	緑色岩類	三波川帯御荷鉢ユニット	鈴木(2002)
32 船橋温泉井	3	2380	2367	グレイワッケ	中生界	石井(1962)
33 小見川R-1	0.5	662	658	千枚岩・緑色片岩	三波川帯	鈴木・小村(1999)
34 成田観測井	12	1324	860	緑色片岩	三波川帯	石井(1962)
35 成田R-1	7	1046	1011	砂岩	白亜系?	菊池(1963)
36 菱田R-1	41	908	897	緑色片岩	三波川帯	福田ほか(1974)
37 多古R-1	7	819	818	砂岩	秩父帯	河井(1961)
38 旭R-1	6	736	733	砂岩	秩父帯	河井(1961)
39 旭R-2	4	560	545	アルコーズ質細粒砂岩	秩父帯	石和田ほか(1962)
40 飯岡R-1	5	396	395	不明	不明	菊池(1963)
41 佐倉R-1	3	1519	1507	礫岩砂岩互層	白亜系	河井(1961)
42 八街R-2	46	1949	1943	砂岩	秩父帯	石和田ほか(1962)
43 成東R-2	7	1999	1993	グレイワッケ	秩父帯	河井(1961)
44 蓮沼TR-1	2	1444	1429	砂岩頁岩・礫質泥岩	白亜系, 礫岩山層群	*KiK-net Web
45 銚子中観測井	2	528	142.3	緑色片岩	三波川帯御荷鉢ユニット	道前ほか(2003), 高木・高橋(2006)
46 柏南温泉井	10	1300	1273	緑色片岩	三波川帯	駒沢・長谷川(1988)
47 豊住R-1	5	875	849	珪岩・結晶片岩	三波川帯	坂川ほか(2004)
48 栗源町温泉井	28	1800	850	細粒砂岩	小仏層群(四万十帯)	小沢ほか(1999)
49 相模原温泉井	104	1396	1351			

花崗岩・変成岩類と、外帯を構成する三波川帯、秩父帯および四万十帯に区別した。さらに、これらの基盤岩類を不整合またはナップで覆う中生界の堆積岩類も区別した。なお、これまで筑波花崗岩・変成岩類は、変成岩の性状(柴, 1979)や、その原岩とされる八溝帯が美濃-丹波帯に対比(Kobayashi, 1941; 指田・堀, 2000 など)されることから、西南日本の領家帯に相当するとされてきた。しかし、現時点では関東平野の地体構造の対比について議論があるので(高橋, 2006), 本論文では暫定的に両者を区別して扱った。

群馬県館林観測井(第1図の2, 以下()内の数字は第1図参照)(鈴木・小村, 1999), 太田温泉井(1)(坂川ほか, 2004)および栃木県宇都宮温泉井(3)(福田ほか, 1988)で

は、花崗岩類および砂岩, 頁岩, チャート等が確認されている。これらの岩相は、近傍の足尾山地に見られる足尾帯に相当するものと考えられる。館林観測井では深度600~1,080 mまで砂岩, 頁岩およびチャート, それ以深には花崗岩が分布する。この花崗岩からは 64.4 ± 1.4 Maの黒雲母 K-Ar 年代が得られており(防災科研, 未公表データ), これは足尾帯に貫入する花崗岩類の年代値に相当する。

茨城県下妻温泉井(13)(林ほか, 2004c), 明野温泉井(14)(林ほか, 2004), 石下観測井(4)(池田・塚原, 1987), つくば市周辺(5, 6, 7, 15, 16)(佐藤ほか, 1980; 塚原ほか, 1983; 多田, 1983; 三本ほか, 2000c), 霞ヶ浦観測井(12)(防災科研, 基盤強震観測網のウェブページ: <http://kik.bosai>).

第2図 本研究で用いた反射法地震探査測線の位置図。基盤岩の地質区分とコンター、構造線と断層の出典については第1図説明を参照。各測線の出典は以下の通り。1, 28: Sato et al. (2004); 2: 山口ほか (2000); 3: 石田ほか (1993); 4-6: 笠原 (2001); 7: 笠原ほか (1994); 8, 9: 東京都 (2004); 10: 山水ほか (1995); 11, 14, 15: 川崎市 (2001); 12, 13: 横浜市 (2001); 16: 林ほか (2004a); 17: 山口ほか (2003); 18-22, 24-27: 千葉県 (2004); 23: 加藤 (1984); 29: 川崎ほか (2001); 30: 林ほか (2004b); 31: 石油公団 (2000)。

第3図 防災科研霞ヶ浦観測井の最深部付近 (深度510-512.5 m) における基盤岩コアの岩相写真。単層の厚さ1 cm 前後のタービダイト砂岩頁岩薄互層から構成され、砂岩には級化構造が認められる。層理面は80°前後で傾斜し、逆転している。しばしば層理面にそって剪断面が発達し、全体に熱変成を被っている。

go.jp/kik/より; 以下 KiK-net Web) では、花崗岩類、およびそれによって熱変成を受けたホルンフェルスをはじめとする

変成岩類が確認されており、筑波山地に分布する筑波花崗岩・変成岩類に対比される。これらのうち、霞ヶ浦観測井で得られた頁岩砂岩互層は、全体に熱変成を被っており、一部破碎されているが、原岩 (タービダイト) の堆積構造を保存している (第3図)。これら変成岩類の原岩は八溝帯に相当すると考えられているが (柴, 1979), 少なくとも一部は常磐堆積盆に続く前弧海盆堆積物であるとする意見もある (高橋, 2006)。

さらに南方の埼玉県松伏 SK-1 (20), および千葉県野田 R-1 (27) からは“片麻岩質花崗岩”が産出するとされていた (福田ほか, 1974; 矢島, 1981)。このうち、松伏 SK-1 のコア試料については角閃岩および弱くマイロナイト化したトータル岩から構成されることが明らかにされ、領家帯に属するものと考えられている (高木・高橋, 2006)。マイロナイト化の原因として、この付近に推定されている MTL の活動との関連が指摘されている (高木・高橋, 2006)。埼玉県の岩観測井 (19) では“石英斑岩”および角閃岩が得られており、“石英斑岩”は関東山地東縁の埼玉県寄居町付近に分布する寄居溶結凝灰岩と、また、角閃岩は三波川帯との関連性が指摘されていた (矢島, 1981; 福田・鈴木, 1987)。しかし、角閃岩が高温変成相を示していること、および 70 ~ 83 Ma の角閃石 K-Ar 年代を示すことから、むしろ領家帯に相当するものと考えられる (高木ほか, 2006)。また、“石英斑岩”につ

いては約 18 Ma の放射年代が得られ、下部中新統であることが確認されている（高木ほか, 2006）。埼玉県春日部 GS-1 (18) ではやや圧砕された黒色粘板岩が産出しており、岩相から、群馬県下仁田地域の南蛇井層に対比されている（福田ほか, 1974）。模式地周辺の南蛇井層はジュラ紀後期の放散虫を産出し、美濃—丹波帯に対比されている（酒井ほか, 1989）。したがって、MTL 直近にあるという岩槻観測井の北方に位置することを考え合わせても、春日部 GS-1 は内帯に属する可能性が高い。

千葉県流山 NP-1 (28)（福田ほか, 1988）および茨城県江戸崎観測井 (9)（久田ほか, 2006）等では、熱変成をほとんど被っていない砂岩・頁岩が見られる。これらの堆積岩類は、関東山地または鹿島沖で認められる中生界に相当すると考えられる。流山 NP-1、茨城県新利根 R-1 (8)（福田ほか, 1974）および江戸崎観測井は、後で述べる三波川帯分布域のすぐ北側に位置し、これらは三波川帯や秩父帯をナップで覆う中生界である可能性が指摘されている（福田ほか, 1988）。これらのうち、江戸崎観測井から得られた砂岩および礫岩については、砂岩組成から関東山地北部に分布する白亜系の跡倉層との対比が示唆されている（久田ほか, 2006）。鹿島沖 SK-1 (10)（米谷ほか, 1981）および鹿島 KT-1 (11)（石井, 1962）では主に泥岩からなる基盤岩類が得られ、鹿島沖 SK-1 では微化石層序から後期白亜紀の年代が推定されている（米谷ほか, 1981）。これまでに東北日本前弧域で行われてきた多数の層序試錘等の結果も考慮すると、少なくとも前者は常磐沖の前弧海盆堆積物に連続する白亜系である可能性が高い（Ando, 2003）。そのほか、小見川 R-1 (33)（石井, 1962）や菱田 R-1 (36)（菊池, 1963）、八街 R-2 (42)（河井, 1961）などから中生界と思われる砂岩および泥岩等が報告されているが、詳細は不明である。

千葉県の下総観測井 (29)（鈴木・高橋, 1983）、船橋観測井 (31)（福田ほか, 1974）、成田観測井 (34)（鈴木・小村, 1999）、成田 R-1 (35)（石井, 1962）、多古 R-1 (37)（福田ほか, 1974）などからは、緑色片岩や石墨を伴う黒色片岩等が確認された。これらの岩石は変成相から、明らかに三波川帯に帰属する。船橋温泉井 (32) の基盤岩類は御荷鉢ユニット（牧本・竹内, 1992）の緑色岩類に類似した変成岩とされており（鈴木, 2002）、この南側近傍に秩父帯との境界が存在するものと考えられる。

東京都の江東観測井 (26)（鈴木, 1996）の先新第三系は、緑色岩を挟む砂岩・頁岩・チャートからなり、岩相から秩父帯に対比される。府中観測井 (25)（鈴木・高橋, 1985）や武蔵村山 (22)（川島・川合, 1980）、瑞穂 (21)（川島ほか, 1985）、昭島 (23)（川島ほか, 1990）などの層序試錘においても同様の堆積岩類が確認されている。また、千葉県の旭 R-2 (39)、飯岡 R-1 (40)、成東 R-2 (43) 等も砂岩等が確認され、秩父帯に帰属すると考えられているが（福田ほか, 1974）、これら坑井については詳細な記録が残されていないため検証が困難である。

千葉県の銚子中観測井 (45)（KiK-net Web）の基盤岩は深度 144 ~ 402 m までは砂岩および頁岩、402 ~ 528 m ま

ではメランジェ様の礫質泥岩から構成され、岩相により、前者は白亜系銚子層群、後者は愛宕山層群に対比されている。愛宕山層群のチャートに含まれるコノドントは三畳紀の年代を示し、関東山地の秩父帯との関連が議論されている（國廣ほか, 1984）。しかし、日本海拡大時の東北日本と西南日本の境界が銚子半島よりも南を通るとする意見もあり（高橋, 2006）、その場合は西南日本側の帯区分をそのまま適用することができない。本研究では暫定的に愛宕山層群を秩父帯とは区別して扱う。

東京都の八王子層序試錘 (24)（川島ほか, 1984）、神奈川県の相模原温泉井 (49)（小沢ほか, 1999）では、砂岩および頁岩が卓越し、岩相から、四万十帯の構成要素である小仏層群に対比されている。

以上の坑井データから関東平野地下における先新第三系の分布を概観すると、これまで指摘（矢島, 1981; 鈴木, 2002 など）されていたように、西北西—東南東方向の帯状をなして各地体構造区分が伏在していることがわかる（第 1 図）。それらをナップまたは不整合で覆うと考えられる中生界は、主に三波川帯と秩父帯の北縁付近に散点的に分布している。これら中生界の一部については、関東山地周辺に分布している跡倉層などとの関連が示唆されている。すなわち、もともと古い付加コンプレックスを基盤とする前弧海盆や海溝斜面堆積盆に堆積した中生界の一部が、のちの構造運動によって、より外弧側の付加体の上に低角スラストで覆い被さったものと考えられる。一方、関東平野の東部、茨城県の太平洋岸に近い地域では、常磐～鹿島沖に広く分布する白亜系との関連が示唆される中生界が新第三系の基盤として分布している。それら白亜紀海成層の下位には領家帯や八溝帯、あるいは三波川帯がさらに基盤として伏在している可能性もあるが、現状では全く不明である。したがって、坑井データに基づく限り、西南日本外帯を特徴づける三波川帯は関東平野東部の千葉県多古付近までは追跡されるが、より東方ないし北方への連続性については依然として明らかではない。

坑井における基盤岩の物性と地体構造との関係

ボーリング調査では、電気検層や音波検層といった物理検層や、VSP 法による地震波速度調査がしばしば行われており、基盤岩について原位置での物性データが提供されている。それらと実際にコアやカッティングス試料として得られた基盤岩の岩相を比較することで、関東平野における基盤岩の物性が明らかにできる。したがって、物理探査による物性分布から地下の地体構造分布をある程度推定することが可能である。

第 4 図には、防災科研が関東平野および周辺で掘削した深度 200 m 以上の地震観測井について、VSP 法（山水, 2004）または PS 検層によって測定された P 波速度と深度との関係を、地体構造区分ごとにプロットした。各坑井の P 波速度データは、山水（2004）および防災科研のウェブページで公開されている値、および防災科研の未公表データを用いた。P 波速度の測定原理は、発振源からの弾性波を坑井内の受振機で受振し、発振源からの距離および弾性波の到達時間から、

第4図 関東平野の防災科研観測井における基盤岩類の深度とP波速度との関係。データは山水(2004)および防災科研基盤強震観測網のウェブページ: <http://kik.bosai.go.jp/kik/>および防災科研の未公表資料より引用した(第2表を参照)。

地層内を伝わるP波の速度を求めるものである。深度方向の測定間隔は一般に25～50mであった。データ処理においては、P波の初動走時の読み取り後、数値微分により深度25～50m間隔の詳細速度構造を算出し、さらに多層近似によって各層の平均的な速度構造を求めた。この手法は局所的な岩相変化や孔壁崩壊の影響等を軽減するため、地層ごとの大局的な速度を把握するのに適している。

堆積岩から構成される地質体(白亜系、秩父帯、愛宕山層群)では深度の増加に伴ってP波速度の値も大きくなるが、その関係は直線的ではなく、P波速度約4.4km/s付近でやや飽和する傾向が認められた(第4図)。白亜系は3.3～4.4km/s程度のP波速度を示し、深度と共に増加する傾向が明瞭である。秩父帯および愛宕山層群を構成する非変成の堆積岩も大局的には同様の傾向を示し、3.9～4.7km/s前後のP波速度を示している。他方、結晶片岩類により構成される三波川帯や、深成岩類および変成岩類により構成される領家帯、筑波変成岩類では、深度によらず5.0km/s前後の大きな値を示している。

以上の結果に基づくと、一般に深成岩や変成岩により構成される筑波変成岩類や領家帯、および三波川帯は、堆積岩で構成される白亜系や秩父帯、愛宕山層群よりもP波速度が大きくなる傾向が認められる。また、堆積岩では深度に伴ってP波速度が大きくなる傾向が認められる。破碎等の影響を除外すると、P波速度の値は一般に地層の続成度(あるいは変成度)、深度および年代の増加に伴って大きくなることが知られており(例えば、Faust, 1951; 服部・杉本, 1975a, b)、本結果はそれと整合的である。したがって、地震波構造探査等で地下のP波速度に顕著な不連続が認められる場合、それらは岩相や年代の顕著な不連続、すなわち地体構造区分の境界

に相当する可能性が示唆される。

反射法地震探査による基盤岩の推定

反射法地震探査は、地表で人工地震を稠密な間隔で発生させ、地下の物性境界(地層面など)で反射した地震波(反射波)を地表に展開した地震計で受振することにより地下構造を明らかにする、物理探査手法のひとつである。この探査では地下の地層形状が視覚的に得られ、また同時に地震波速度構造を得ることも可能であることから、近年地震防災を目的とした基盤構造調査として実施例が増加している。関東平野で実施された反射法地震探査測線のうち、地体構造区分の境界を含むことが推定されるものについて以下に議論を行う。

1. 三波川帯の推定

三波川帯は関東山地北東部に分布しており、北東側の結晶片岩類からなる三波川ユニットと、南西側の緑色岩類からなる御荷鉾ユニットに大区分される(牧本・竹内, 1992)。三波川帯分布域は関東山地周縁部の比較的緩やかな低山地を形成しており、チャートや石灰岩が険しい稜線を形成する秩父帯分布域と対照的である。このことは、三波川帯を構成する結晶片岩類が片理にそって小片状に割れやすく、侵食に弱いことを反映しているものと考えられる。ただし、緑色岩から主に構成される御荷鉾ユニットの分布域では、標高500mを超えるような山も認められる。

三波川帯の結晶片岩類は、坑井におけるコアおよびカッティングス試料の観察により比較的容易にその帰属が判断される。三波川帯はとくに千葉県北部で、東西の帯状に分布している(第1図)。この三波川帯分布域の中で行われた反射法地震探査測線は、千葉県消防地震防災課による江戸川測線(第2図の18, 以下同様)、船橋-我孫子測線(19)、松戸-印西測線(20)(千葉県, 2004)、および防災科研により行われた江戸崎-成田測線(29)(川崎ほか, 2001)である。これらいずれの測線でも、基盤上面と思われる強い反射面が深度800～2,000mに認められている。反射法地震探査による三波川帯の特徴としては、以下の3点を挙げることができる。(1) 反射面が強く表れる。これは、上位の堆積層と比べて、P波速度や密度が著しく大きいことを示している。(2) 反射波や屈折波の解析によりP波速度が得られている場合、5.0km/s以上の大きい値を示している。(3) 比較的凹凸が少なく、平滑な反射面である。これら(1)(2)の特徴は、三波川帯を主に構成する結晶片岩類の一般的な物性(服部・杉本, 1975a, b; 巖谷・鹿野, 2005)と矛盾しない。また、(3)の特徴は結晶片岩類が侵食に弱いことを反映している可能性がある。

船橋-我孫子測線および江戸崎-成田測線に着目すると、前者では手賀沼北縁付近(CDP1370付近, CDPはcommon depth pointの略)、後者では利根川右岸付近(CDP340付近)を境にして基盤上面の形状が異なっている(第5図)。すなわち、それらの地点より南側では平滑な反射面が認められるが、北側では上面形状に凹凸が見られる。周辺の坑井資料に基づき対比すると、これらの探査測線は三波川帯分布地域(南側)と中生界の堆積岩分布域(北側)にまたがってい

船橋—我孫子測線(19)

江戸崎—成田測線(29)

第5図 反射法地震探査による船橋—我孫子測線（第2図の19）（千葉県, 2004）および江戸崎—成田測線（29）（川崎ほか, 2001）の深度変換断面（縦横比は2:1）。太矢印が先新第三系基盤の上面を示す。この2つの測線の北側では白亜系砕屑岩類、南側では三波川帯結晶片岩類が坑井により確認されている。基盤反射面の形状および強度が変化する地点（三角印）が地質境界に相当すると思われる。

浦安—船橋測線(22)

第6図 反射法地震探査による浦安—船橋測線（第2図の22）（千葉県, 2004）の深度変換断面（縦横比は2:1）。太矢印が先新第三系基盤の上面を示す。この測線の東側では御荷鈴ユニットの緑色岩類（三波川帯）、西側では秩父帯が分布しており、基盤反射面の形状および強度が変化するCDP520付近（三角印）がその境界に相当する可能性がある。

るものと考えられる。したがって、この基盤形状の不連続は両者の境界に相当する可能性が高い。

同様に東京湾北部、浦安から船橋までの測線（22）（千葉県, 2004）に着目すると、基盤岩上面と解釈される反射面が深度2,500 m付近に認められ、その形状はやや凹凸を示している（第6図）。とくに、江戸川河口付近（CDP520付

近）より西側では反射波の強度が弱くなり、基盤岩の物性が変化している可能性が示唆される。船橋市内にある3地点の坑井では三波川帯の基盤岩が得られ、とくに海岸に最も近い船橋温泉井では、前述のように御荷鈴ユニットに類似した緑色岩類が報告されている。この測線の南西延長に位置する江東観測井（26）では、基盤岩として秩父帯の砕屑岩類が確認

朝霞－鴻巣測線(5)

第7図 反射法地震探査による朝霞－鴻巣測線（第2図の5）（高橋, 2005）の深度変換断面（縦横比は2:1）。大きく鋸刃上に上下する反射面が先新第三系基盤の上面である。この測線の南側（三角印より右側）では平滑かつ明瞭な反射面が認められ、これは三波川帯の特徴と一致する。対して、北側ではやや不明瞭な反射面となっている。

市原－八街測線(25)

第8図 反射法地震探査による市原－八街測線（第2図の22）（千葉県, 2004）の深度変換断面（縦横比は2:1）。太矢印が先新第三系基盤の上面を示す。四角囲み数字は、屈折波の解析により求められた基盤岩のP波速度を示す。基盤岩のP波速度の境界が、断層の位置（三角印）と一致しており、ここが秩父帯と四万十帯の境界に一致する可能性が高い。

房総沖測線(31)

第9図 マルチチャンネル反射法音波探査による房総沖測線（第2図の31）（石油公団, 2000）の重合断面。太矢印が先新第三系基盤の上面を示す。CDP3750付近（三角印）で音響基盤の形状および強度が異なり、地質境界に相当するものと考えられる。

されている。したがって、三波川帯と秩父帯の境界は船橋温泉井と江東観測井の間に位置する事が確実であり、反射面の強度に着目すると江戸川河口付近である可能性が高い。ただし、この測線では三波川帯が分布する東半部でも基盤上面に凹凸が見られるが、これは御荷鉾ユニットの緑色岩分布地域であることを反映しているためと考えられる。このように、三波川帯は反射面の特徴によって識別が可能である事が示されたので、基盤に達した坑井が少ない関東平野西部においてこの視点を応用し三波川帯の識別を試みた。

埼玉県中央部を南北に横切る朝霞－鴻巣測線（5）（高橋ほか, 2006）では、すぐ西方における関東山地における地体構造分布を考慮すると、少なくとも測線の北部で三波川帯を含んでいるものと考えられる。反射法地震探査による断面を見ると、基盤上面は鋸刃状に大きく上下している（第7図）。周辺の坑井資料、および堆積層の断面形状から、この基盤構造は中新世のハーフグラベンであることが推定されている（高橋ほか, 2005）。このハーフグラベンの境界断層（川越市南東部, CDP760 付近）に着目すると、この断層より北側

第10図 ボーリングおよび物理探査データにより暫定的に推定した関東平野地下における先新第三系地体構造区分。基盤岩の地質区分とコンター、構造線や断層の出典については第1図説明を参照。

ではやや不明瞭な反射面を示すのに対して、南側では強く滑らかな反射面を示し三波川帯の特徴と一致する。この測線の北端付近に位置する東松山温泉井(17)では、硬質の頁岩と見られるカッティングスが得られており、基盤岩としては三波川帯ではなく、関東山地の栃谷層や跡倉層などの白亜系、もしくは秩父帯が推定される。東松山温泉井のすぐ北東に位置する吉見丘陵には高温変成相を示す変成岩類が露出するが、一部に三波川帯に類似した結晶片岩類も産出するため、その帰属について統一した見解には至っていない(高木ほか, 1989; 高橋ほか, 2006)。以上に基づくと、朝霞—鴻巣測線では川越市南東部付近から南側に三波川帯が伏在すると推察されるが、その北側については三波川帯が連続するのか、あるいは白亜系ないし領家帯が分布するのか明らかではない。もし吉見丘陵の変成岩類の帰属が決定されれば、この測線周辺における三波川帯の北限位置、すなわち MTL の位置を推定することが可能である。また、吉見丘陵の南側に伏在する基盤を掘削してその帰属を明らかにすることにより、これまで論争されてきた吉見変成岩類の帰属を明らかにすることができると期待される。

他方、朝霞—鴻巣測線の南端付近から東方に向かって伸びる和光—葛飾測線(9)(東京都, 2004)の反射断面では、大局的には西に緩やかに傾く基盤上面の反射面が認められる。屈折法地震波解析によると、この基盤岩の P 波速度は 5.5 km/s と算出されており、おそらく測線全体にわたって三波川帯に相当するものと考えられる。

2. 仏像構造線の推定

千葉県北部でほぼ東西方向に伸びる三波川帯の分布が推定されたことから、それより外弧側(南側)には、秩父帯や四万十帯も同様の帯状分布をなして伏在している可能性が高

い。秩父帯と四万十帯の境界断層である仏像構造線は、房総半島中央部を東西に横切るものと推察されるが、房総半島南部では基盤に達した坑井が無く、これまで四万十帯は確認されていない。秩父帯は主に石炭紀からジュラ紀前期にかけての堆積岩類によって構成されており、他方、四万十帯は白亜紀から古第三紀の堆積岩により構成される。したがって、この両者は地質年代が大きく異なることから、その境界が地震波速度の境界として認識される可能性がある。そこで、仏像構造線を横切る可能性のある反射法地震探査資料を用いて、秩父帯と四万十帯の境界について考察を試みた。

房総半島中央部を南北に横切る市原—八街測線(25)(千葉県, 2004)では、深度 2,000 ~ 4,000 m にかけて基盤上面と思われる反射面が認められる。この反射面をみると、市原市八幡宿付近(CDP2850 付近)で北落ちの断層が認められ、この断層を境界にして、屈折法地震波解析による基盤岩の P 波速度は北側が 5.3 km/s、南側が 4.9 km/s と大きく異なっている(第8図)。同様に、房総半島東岸沖のマルチチャンネル音波探査測線(31)(石油公団, 2000)でも、九十九里町沖合(CDP3750 付近)を境界として、基盤上面と思われる反射面の形状および反射面強度が異なっている(第9図)。すなわち、この地点より北側の反射面は比較的強振幅かつコヒーレントな反射波により構成され、南側ではやや反射面が上下し振幅も弱くなる。反射波の振幅は、反射面を挟む上下の地層の密度および P 波速度のコントラストを反映していることから、この地点より北側では大きな P 波速度が、南側では小さな P 波速度がそれぞれ推定される。房総半島中央部、および沿岸で認められたこれらの速度境界は、秩父帯と四万十帯の境界、すなわち仏像構造線に相当する可能性が示唆される。

第2表 VSP 法およびPS 検層による坑井のP 波速度と深度との関係。P 波速度は深度 25 ～ 50 m 間隔で数値微分により求められた値を多層近似したうえで、それぞれの層の平均深度とともに示した。深度は全て海水面を 0 m とした値である。出典中の KiK-net Web は防災科研基盤強震観測網のウェブページ (<http://www.kik.bosai.go.jp/kik/>)。なお、関東平野に隣接する基盤岩分布地域で掘削されたひたちなか観測井のデータも用いた。ひたちなか観測井：茨城県ひたちなか市平磯町 3550、掘削地点標高 17 m、掘削深度 507 m。

坑井名	平均深度 (m)	岩相	推定帰属	P波速度 (km/s)	出典
19 岩槻地殻観測井	3155	石英斑岩, トーナル岩等	領家帯	4.90	防災科研 (未公表)
29 下総地殻観測井	1870	結晶片岩	三波川帯	4.98	防災科研 (未公表)
34 成田観測井	1105	結晶片岩	三波川帯	5.24	山水 (2004)
25 府中観測井	2396	砂岩頁岩	秩父帯	4.76	防災科研 (未公表)
26 江東地殻観測井	2790	砂岩泥岩	秩父帯	4.81	防災科研 (未公表)
45 銚子中観測井	444	礫質泥岩	愛宕山層群	3.96	KiK-net Web
45 銚子中観測井	507	礫質泥岩	愛宕山層群	4.39	KiK-net Web
* ひたちなか観測井	341	泥岩	白亜系	3.40	KiK-net Web
* ひたちなか観測井	423	泥岩	白亜系	3.70	KiK-net Web
* ひたちなか観測井	482	砂岩泥岩	白亜系	4.10	KiK-net Web
9 江戸崎観測井	940	砂岩粘板岩	白亜系	4.39	山水 (2004)
45 銚子中観測井	273	砂岩頁岩	白亜系	3.36	KiK-net Web
12 霞ヶ浦観測井	485	ホルンフェルス	筑波変成岩	5.30	KiK-net Web

坑井資料の乏しい関東平野西部についても、同様に仏像構造線の推定を試みる。東京都西部の府中観測井 (25) における基盤岩は秩父帯、八王子試錐 (24) は四万十帯と推定されており、この両坑井の間に仏像構造線が存在すると考えられる。さらに東方の東京湾近傍では、多摩川河口の右岸に位置する川崎市東扇島を震源とする屈折波探査により、基盤の P 波速度が震源から北側で 5.5 km/s、南側で 4.7 km/s と変化している (山中ほか, 1988)。西方の関東山地に露出する基盤岩類の分布も考慮すると、関東平野西部における仏像構造線は、多摩川に沿って伏在していると推定される。

以上をまとめると、仏像構造線は関東平野西部ではほぼ多摩川に沿い、東部で房総半島中部の最もくびれた部分を東西に横切っている可能性が指摘される。しかし、現時点では平野地下で秩父帯と四万十帯の P 波速度を直接測定したデータが無いため、今後の具体的な検証が切望される。

関東平野の地下における先新第三系地体構造

以上の坑井および物理探査データを総合し、関東平野の地下における地体構造の暫定的な分布図を作成した (第 10 図)。これまでに報告された地体構造分布図 (矢島, 1981; 福田・鈴木, 1987; 鈴木, 2002 など) では大局的に東西配列した地体構造が推定されており、本研究においてもそれらから大きく変更された箇所は無い。しかし、坑井および反射法探査のデータの追加により、これまでよりも各地質境界の位置に制約が与えられた。特に、関東平野東部における三波川帯の北限境界が利根川付近であることを明らかにし、また秩父帯と四万十帯の境界位置を推定したことが成果として挙げられる。

領家帯と足尾・八溝帯については、暫定的に利根川構造線 (望月, 1950) を両者の境界として設定した。また、烏山一管生沼断層 (石井, 1962) および八王子構造線 (Yabe and Aoki, 1926) は南北走向の大きな断層であり、それらが東西走向の地体構造配列に変位を与えている可能性がある。特に、八王子構造線の活動は鮮新世以降に関東山地内の荒川の流路

を大きく北へ転じさせたと考えられており (新井, 1995; 貝塚ほか, 2000 編)、この構造線を境界にして地体構造の配列に何らかの食い違いが生じている可能性も否定できない。しかし、この両者に挟まれた関東平野西部については基盤に達した坑井がほとんど無いため、第 10 図では暫定的に関東平野東部における境界をそのまま関東山地における境界へと延長し、より不確実な推定境界として区別して表示した。

関東平野東縁部 (千葉県北東部および茨城県南東部) については、地体構造上の区分が明らかな坑井が無いため、本研究では帯区分を保留している。これまでは重力異常および磁気異常の分布に基づき、関東平野中央部での東西方向の帯構造が、そのまま鹿島沖に抜けるとする推定がなされていた (小川ほか, 1979; 駒沢・長谷川, 1988; 長谷川, 1988 など)。すなわち、西南日本外帯の地体構造が棚倉破碎帯まで延びると考えられてきた。しかしながら、近年行われた層序学的研究によると、千葉県銚子半島に分布する下部中新統が常磐沖の前弧海盆堆積物に連続する可能性が指摘され (高橋ほか, 2003)、それにより日本海拡大前の東北日本と西南日本の境界 (利根川構造線) が銚子半島よりも南を通るモデルも提唱されている (高橋, 2006)。実際、三波川帯を特徴づける結晶片岩が利根川以北のボーリング調査により確認されておらず、東西日本の境界が利根川構造線であるのか棚倉破碎帯であるのかは今後の検討課題といえる。

ま と め

厚い新第三系に覆われた関東平野の地下における先新第三系の地体構造を推定するため、先新第三系基盤岩に達した深層ボーリング、および反射法地震探査のデータを整理した。深層ボーリングについては文献またはコア試料の直接観察により、関東山地や足尾山地、筑波山地の先新第三系と対比を行い、地体構造区分上の帰属を決定した。また、防災科研の坑井における VSP 法または PS 検層データによって地下における基盤岩の物性を調べたところ、深成岩や変成岩により主に構成される三波川帯、領家帯および筑波変成岩類は深度

によらず比較的大きなP波速度を示し、また堆積岩から構成される地質体については深度に伴ってP波速度が増加する傾向が認められた。こうした特徴は、これまで報告されてきた岩石物性の一般的傾向とも調和的である。この特徴を用いて、関東平野で行われた大規模な反射法地震探査による地下構造断面を地体構造の観点から解釈し、暫定的な地体構造区分を作成した。

謝 辞

早稲田大学教育学部の高木秀雄博士には本特集号の原稿を執筆する機会を与えて頂くとともに、ボーリングデータを提供して頂いた。産業技術総合研究所の高橋雅紀博士には、原稿に目を通していただくとともに、図を提供していただいた。(株)ドリコ、茨城温泉開発株式会社、もおか鬼怒公園開発株式会社には、貴重なボーリング岩石試料を観察させていただいた。千葉県消防地震防災課には、反射法地震探査断面を使わせて頂いた。マルチチャンネル反射法音波探査による房総沖探査の作図には、石油公団「海上基礎物理探査 房総沖浅海底」のデータを利用させて頂いた。防災科学技術研究所には、基盤速度についての未公表データを閲覧させて頂いた。査読者の木村克己氏、岡村行信氏および担当編集幹事の久田健一郎氏からは、論文の改善に役立つ貴重なご意見を頂いた。その他、データの収集や解析にご協力いただいた多数の政府機関、自治体や企業の担当者の方々に、厚く御礼申し上げます。

本研究は文部科学省の新世紀重点研究創世プラン（リサーチ・レポリューション・2002）による、大都市大震災軽減化特別プロジェクトの中の、大都市圏地殻構造調査研究（研究代表者：平田 直）の一部として行われた。

文 献

- Ando, H., 2003, Stratigraphic correlation of Upper Cretaceous to Paleocene forearc basin sediments in Northeast Japan: cyclic sedimentation and basin evolution. *Jour. Asian Earth Sci.*, **21**, 919-933.
- 新井房夫, 1995, 埼玉県日高市に分布する矢嵐凝灰岩層および飯能礫層の堆積環境. *地学雑誌*, **104**, 267-283.
- 千葉県, 2004, 平成 15 年度地震関係基礎調査交付金千葉県地下構造調査成果報告書. 千葉県, 50p.
- 地質調査所, 1992, 100 万分の 1 日本地質図 (第 3 版).
- 道前香緒里・石賀裕明・石川憲一・千代延俊・丸岡幹男, 2003, 関東平野の温泉開発と泉質の特徴およびカッティングスの地質学的検討 (予報). *島根地球資源環境学研報*, **22**, 21-29.
- 遠藤 毅・川島真一・川合将文, 1978, 立川市付近の地下地質. *昭和 53 年度東京都土木技術研究所年報*, 367-377.
- Faust, L. Y., 1951, Seismic velocity as a function of depth and geologic time. *Geophysics*, **16**, 192-206.
- 福田 理, 1962, 春日部層序試論 (予報) —坑井地質を中心として. *地質ニュース*, no. 100, 1-16.
- 福田 理・永田松三・鈴木宏芳, 1988, 関東平野の地下地質と地層流体. *地質学論集*, no. 31, 5-40.
- 福田 理・鈴木宏芳, 1987, 関東平野の基盤構造. *地学雑誌*, **96**, 1-12.
- 福田 理・高橋 博・大八木規夫・鈴木宏芳, 1974, 坑井地質にみる関東平野の基盤. *地質ニュース*, no. 234, 8-17.
- 長谷川功, 1988, 地震探査から見た関東平野の基盤構造. *地質学論集*, no. 31, 41-56.
- 畠山 勉, 1964, 関東平野における物理探鉱の総合的研究. *物理探鉱*, **17**, 2-23.
- 服部保正・杉本卓司, 1975a, 岩石の P 波伝搬速度に関する統計的研究

- (I). *物理探鉱*, **28**, 3-12.
- 服部保正・杉本卓司, 1975b, 岩石の P 波伝搬速度に関する統計的研究 (II). *物理探鉱*, **28**, 43-56.
- 林 広樹・笠原敬司・須田茂幸・川中 卓, 2004a, 栃木県鬼怒川低地を横断するバイプロサイス反射法地震探査. *日本地震学会 2004 年度秋季大会講演予稿集*, P-123.
- 林 広樹・木村尚紀・笠原敬司・川中 卓・太田陽一, 2004b, 茨城県大洋村におけるバイプロサイス反射法探査: 棚倉構造線南方延長に関連して. *地球惑星科学合同大会 2004 年大会講演要旨*, S51-P009.
- 林 広樹・高橋雅紀・笠原敬司, 2004c, 関東平野の地下における新第三系の分布. *石技誌*, **69**, 574-586.
- 久田健一郎・太田佳奈子・奥澤康一・棚瀬充史, 2006, 江戸崎観測井の先新第三系砂岩のモード組成と帰属. *地質雑誌*, **112**, 72-83.
- 池田隆司・塚原弘昭, 1987, 関東・東海地域における水圧破壊法による地殻応力の測定—茨城県石下町, 山梨県芦川村. *地震予知連絡学会報*, **37**, 179-183.
- 石井基裕, 1962, 関東平野の基盤. *石技誌*, **27**, 405-430.
- 石田勝彦・佐々木俊二・井川 猛・熊井 基・足立幾久・武村雅之・山中浩明・小林啓美・嶋 悦三・瀬尾和大・入倉孝次郎, 1993, 広帯域地震動予測のための深部構造探査法研究. *地震学会講演予稿集*, no. 2, 111-111.
- 石和田靖章・樋口 雄・菊池良樹, 1962, 南関東ガス田の微化石層序. *石技誌*, **27**, 68-77.
- 巖谷敏光・鹿野和彦, 2005, 日本列島を構成する地質体の岩石密度: 岩石物性データベース PROCK に基づく見積り. *地質雑誌*, **111**, 434-437.
- 貝塚英平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦, 2000 編, 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原. 東京大学出版会, 東京, 349p.
- 笠原敬司, 2001, 首都圏のバイプロサイス地震波反射法による地下構造調査. *月刊地球*, 号外, no. 34, 165-179.
- 笠原敬司・山水史生・井川 猛・足立幾久, 1994, 関東平野トランセクト—大宮—青梅測線における平野部活断層の地震波反射断面図—. *日本地震学会講演予稿集*, no. 2, 380.
- 加藤 茂, 1984, 東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査. *水路部研報*, **19**, 1-57.
- 河井興三, 1961, 南関東ガス田についての鉱床地質学的研究. *石技誌*, **26**, 1-55.
- 川崎市, 2001, 関東平野南部 (川崎市) の地下構造調査. 第 2 回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 39-48, 文部科学省.
- 川崎慎治・笠原敬司・井川 猛・川中 卓, 2001, 関東平野成田市北方におけるバイプロサイス深部地下構造調査. *地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集*, S2-P011.
- 川島真一・川合将文, 1980, 武蔵村山市の地下地質. *昭和 55 年度東京都土木技術研究所年報*, 225-234.
- 川島真一・川合将文・遠藤 毅・石井 求, 1984, 八王子市付近の水文地質. *昭和 59 年度東京都土木技術研究所年報*, 261-270.
- 川島真一・川合将文・遠藤 毅・石井 求, 1985, 瑞穂町付近の水文地質. *昭和 60 年度東京都土木技術研究所年報*, 275-283.
- 川島真一・川合将文・遠藤 毅・石井 求, 1990, 武蔵野台地西部の水文地質. *平成 2 年度東京都土木技術研究所年報*, 249-258.
- 城戸秀夫, 1964, 埼玉県松伏 SK-1 号井の地質及び関東中部の地質断面について. *石技誌*, **29**, 191.
- 菊池良樹, 1963, 房総半島における上総層群の微化石層序. *石技誌*, **28**, 120-125.
- Kobayashi, T., 1941, The Sakawa organic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo., Sec. II*, **5**, 1-578.
- 頼綱一起, 1995, 首都圏の地下構造. *物理探査*, **48**, 504-518.
- 駒沢正夫・長谷川功, 1988, 関東地方の重力基盤に見える断層構造. *地質学論集*, no. 31, 57-74.
- 國廣俊二・斎藤 晴・坂上澄夫, 1984, 銚子半島“黒生チャート”から三畳紀コノドント発見. *地学雑誌*, **93**, 341-343.
- 米谷盛壽郎・井上洋子・秋葉文雄, 1981, 6. 鹿島灘. 土隆一編: 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料「続編」, IGCP-114 National working group of Japan, 13-17.
- 牧本 博・竹内圭史, 1992, 寄居地域の地質. *地域地質研究報告* (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 三本健四郎・山根 誠・吉田 浩・岡野 肇・妹尾洋一・原 郁夫,

- 2000, つくば技術開発センター 1350 m ボーリングコアの地質学 (1) 基盤岩類の地質概観. 応用地質技術年報, **20**, 43-86.
- 望月勝海, 1950, 東北日本・中央日本の関東対曲. 地質雑, **56**, 285.
- 小川克郎・堀川義夫・津 宏治, 1979, 茨城県日立―千葉県鴨川地域の空中磁気異常と地質構造. 地調月報, **30**, 549-569.
- 小沢 清・江藤哲人・大山正雄・長瀬和雄・松沢親悟, 1999, 温泉掘削井による神奈川県中央部の地下地質. 神奈川県温地研報, **30**, 41-52.
- 坂川幸洋・梅田浩司・鈴木元孝・梶原竜哉・内田洋平, 2004, 日本の坑井温度プロフィールデータベース. 地震 **2**, **57**, 63-67.
- 酒井 彰・藤森秀彦・竹内圭史・牧本 博・木村克己・高木秀雄, 1989, 群馬県下仁田町の南蛇井層からジュラ紀放射状化石の産出とその意義. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, 154.
- 指田勝男・堀 常東, 2000, 八溝山地の中生界とユニット区分. 地質学論集, no. 55, 99-106.
- Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Koketsu, K., Ito, T., Kasahara, K., Ito, K., Ikawa, T., Kawanaka, T., Onishi, M., Abe, S., Saito, H., Okaya, D., Kawamura, T., Harder, S. and Miller, K., 2004, Deep seismic profiling in the Tokyo metropolitan area for strong motion prediction. Program and abstracts, International Workshop of Strong Ground Motion Prediction and Earthquake Tectonics in Urban Areas (June 21-22, Tokyo, Japan), 79-84.
- 佐藤 正・新藤静夫・青木直昭・市川正巳・榎根 勇・田中 正・小沼直樹・海老原 寛, 1980, 筑波地区における深層地質および深層地下水の地球科学的研究―その 2. 筑波の環境研究, **5A**, 1-8.
- 石油公団, 2000, 平成 10 年度国内石油天然ガス基礎調査. 海上基礎物理探査「房総沖浅海域」調査報告書.
- 柴 正敏, 1979, 茨城県, 筑波変成岩類の層序と変成分帯. 岩鉱, **74**, 339-349.
- 鈴木宏芳, 1996, 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造. 防災科研報, no. 56, 77-123.
- 鈴木宏芳, 2002, 関東平野の地下地質構造, 防災科研報, no. 63, 1-19.
- 鈴木宏芳・小村健太郎, 1999, 関東地域の坑井データ資料集. 防災科研研究資料, no. 191, 1-80.
- 鈴木宏芳・高橋 博, 1983, 下総深層地殻活動観測井の作井と地質. 国立防災科技センター速報, no. 48, 1-61.
- 鈴木宏芳・高橋 博, 1985, 府中地殻活動観測井の作井と坑井地質. 国立防災科技センター速報, no. 64, 1-84.
- 多田 堯, 1983, 筑波研究学園都市とその周辺地域の地下構造. 国土地理院時報, **58**, 29-36.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂, 1989, 関東山地東方吉見丘陵の変成岩類とその K-Ar 年代. 岩鉱, **84**, 15-31.
- 高木秀雄・鈴木宏芳・高橋雅紀・濱本拓史・林 広樹, 2006, 関東平野岩槻観測井の基盤岩類の帰属と中央構造線の位置. 地質雑, **112**, 53-64.
- 高木秀雄・高橋雅紀, 2006, 松伏 SK-1 坑井基盤岩試料からみた関東平野の中央構造線. 地質雑, **112**, 65-71.
- 高橋 博・福田 理・鈴木宏芳・田中耕平, 1983, 岩槻深層地殻活動観測井の作井と坑井地質. 国立防災科技センター速報, no. 47, 1-113.
- 高橋雅紀, 2006, 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. 地質雑, **112**, 14-32.
- 高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・井川 猛・川中 卓・須田茂幸, 2005, 関東平野下に伏在する中新世ハーフグラベン群―地表地質からみた地下地質構造の新たな視点―. 防災科研報, no. 67, 13-28.
- 高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・木村尚紀, 2006, 関東平野西縁の反射法地震探査記録の地質学的解釈―とくに吉見変成岩の露出と利根川構造線の西方延長―. 地質雑, **112**, 33-52.
- 高橋雅紀・須藤 斎・大木淳一・柳沢幸夫, 2003, 千葉県銚子地域に分布する中新統の年代層序. 地質雑, **106**, 345-360.
- 東京都, 2004, 平成 15 年度関東平野 (東京都) 地下構造調査 (中間結果). (株) マイハラ, 東京, 12p.
- 塚原弘昭・池田隆司・高橋 博, 1983, 水圧破壊法による地殻応力測定―山梨県都留市および茨城県筑波での測定. 地震学会予稿集, no. 2, 107-107.
- Yabe, H. and Aoki, R., 1926, The great Kwanto earthquake of September 1, 1923, geologically considered. *Ann. Rep. Work. Saito Ho-Onkai*, **1**, 70-83.
- 矢島敏彦, 1981, 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造. 地質学論集, no. 20, 187-206.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・佐藤比呂志, 2000, 深谷断層周辺における反射法地震探査. 地震 **2**, **53**, 115-125.
- 山口和雄・横倉隆伸・加野直巳・田中明子・大滝壽樹・伊藤 忍・横田俊之, 2003, 取手付近における利根川下流低地の浅部地下構造. 物理探査学会第 109 回学術講演会論文集, 87-88.
- 山水史生, 2004, 関東地域の中深層地殻活動観測井を利用した VSP 法速度構造調査. 防災科研研究資料, no. 251, 1-75.
- 山水史生・笠原敬司・井川 猛・足立幾久, 1995, 府中深層観測井付近における反射法地震探査. 地球惑星科学関連学会 1995 年合同学会予稿集, 636-636.
- 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎・嶋 悦三・柳沢馬住, 1988, 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査 (3) ― 1983, 1984 年度に実施された人工地震のデータの総合的解析―. 地震 **2**, **41**, 527-539.
- 横浜市, 2001, 関東平野 (横浜市地域) の地下構造調査. 第 2 回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 29-38, 文部科学省.

(要 旨)

林 広樹・笠原敬司・木村尚紀, 2006, 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類. 地質雑, **112**, 2-13. (Hayashi, H., Kasahara, K. and Kimura, H., 2006, Pre-Neogene basement rocks beneath the Kanto Plain, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.* **112**, 2-13.)

関東平野の地下に分布する先新第三系の地体構造に制約を与えるため, 新第三系を貫通した深層ボーリング, および反射法地震探査のデータを収集した. 収集したデータはボーリング 49 坑井, 反射法地震探査 31 測線である. 坑井ではコアまたはカッティングス試料により岩相を観察し, 地体構造区分上の帰属を足尾帯, 筑波花崗岩・変成岩類, 領家帯, 三波川帯, 秩父帯, 四万十帯およびこれらを覆う中生界の堆積岩類に区分した. また, 坑井における VSP 法または PS 検層データによって基盤岩の物性を調べたところ, より年代の古い地質体ほど大きな P 波速度を示すことが明らかになった. この性質を用いて, 反射法地震探査による地下構造断面を地体構造の観点から解釈し, 関東平野地下における地体構造区分分布図を作成した.